

Anna WYSOWSKA – ŚWIEBODZIŃSKA¹

**OBRAZOWANIE ELEKTROOPOROWE W POMIARACH STRUKTUR
GEOMORFOLOGICZNYCH NA PRZYKŁADZIE POMORZA ZACHODNIEGO**

**ELECTRICAL RESISTIVITY IN POST-GLACIAL MEASUREMENTS ON
WESTERN POMERANIA, POLAND**

Abstract

Determining physical properties of postglacial deposits was an aim of examinations and on the basis of disintegrations of value of the resistance examining the spatial lengthiness of these structures. Two measuring profiles were made at applying depicting the resistivity imaging method. This method let the appropriate resistance of layers for determining the thickness and disintegrations in checked structures: layer of deposit came on average 20m for resistances 4000 - 5000 [Ω m] (sands and graveles), layer of boulder clays on average 30m and 5 - 70 [Ω m]. Outside these two layers on the second profile transitional layer was determined (thickness: 15m, resistivity: 100 - 200 [Ω m]), probably it is weater level about disturbed geological construction, which results around transgressive of character of glaciation of the Pomeranian phase. In the first profile beneath the layer of boulder clays a level of sands was reached (400 - 600 [Ω m]), most probably Miocene.

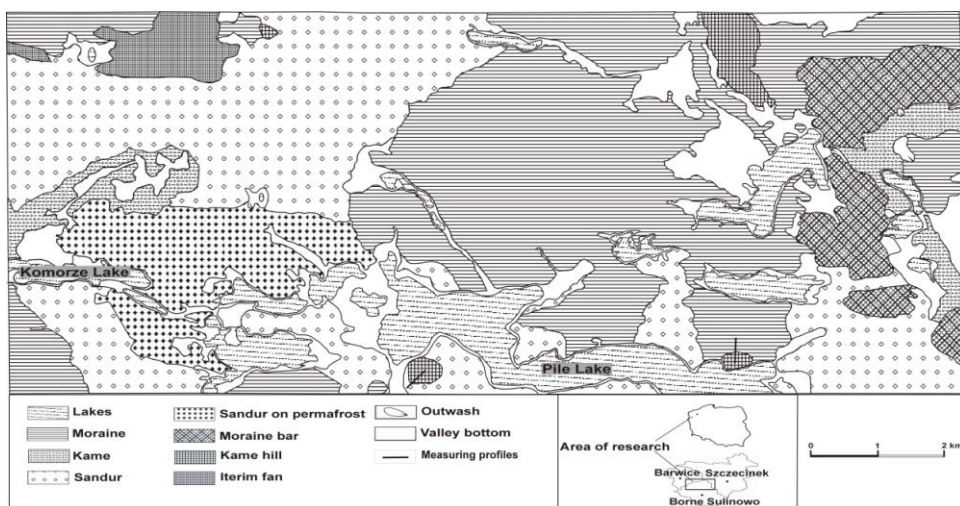
Key words: Poland, Western Pomerania, electrical resistivity, Pleistocene glaciations, post-glacial sediments, post-glacial structures

Wstęp

Badaniami objęte zostały polodowcowe struktury geomorfologiczne pojezierza szczecineckiego (ryc. 1), które stanowi mezoregion Pojezierza Południowopomorskiego (Kondracki, 2001). Pojezierze Szczecineckie jest wyznaczone przez dwa pasma moren czołowych fazy krajeńskiej a jej urozmaiconą budowa geomorfologiczna jest wynikiem zlodowaceń plejstoceńskich (Bukowska-Jania, Pulina, 1997). Obszar został dokładnie zbadany pod względem geomorfologicznym (Kostrzewski i in., 1997), natomiast pod względem geologicznym jest słabo rozpoznany (Karczewski, 1997).

Zastosowano metodę obrazowania elektrooporowego w celu rozpoznania dwóch wybranych struktur kemowych. Wybrana metoda pozwala śledzić granicę utworów w sposób prawie ciągły, a dzięki temu uzyskać dokładne parametry badanych struktur. Wyznaczono miąższość osadów plejstoceńskich, a na podstawie otrzymanych wartości oporności określono przypuszczalną budowę geologiczną. Profile pomiarowe zostały ustalone tak, aby uchwycić granicę pomiędzy kemem a sąsiednią formą geomorfologiczną. Metoda obrazowania elektrooporowego była powszechnie stosowana w badaniach form lodowcowych i polodowcowych, a jej skuteczność została potwierdzona w wielu publikacjach (Barines i in., 2002; Kneisel, 2006; Schmitt i in., 2004; Kilner i in., 2005), jednak w wybranym obszarze stosowano ją rzadko (Gibas, 2002).

¹ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Ul. Będzińska 60 Sosnowiec, annawys@poczta.fm



Ryc. 1 Obszar badań, fragment mapy geomorfologicznej wg A. Karczewskiego (1997)

Fig. 1 Area of research, the geomorphological map pices, A. Karczewski (1997)

Obszar badań

Charakterystyczną cechą obszaru badań jest duża amplituda rzeźby stropu podłoża znaczna miąższość osadów plejstocenijskich oraz wpływ procesów glacyotektonicznych i akumulacyjnych na współczesne ukształtowanie terenu (Dobrcki, Lewandowski, 2002). Granica pomiędzy utworami plejstocenijskimi a pliocenijskimi znajduje się średnio na setnym metrze głębokości (Karczewski, 1991, 1997; Dobrcki, Lewandowski, 2002; Klimek, Lewandowski, 2002). Piaski, żwiry wodnolodowcowe oraz ły, a także piaski jeziorne i torfy pochodzące z okresów interglacialnych są standardowymi osadami obszaru badań. Całkowita miąższość osadów pliocenu wynosi średnio 175m (Bukowska-Jania, Pulina, 1997; Mapa Geologiczna Polski 1:50000).

Badane formy polodowcowe znajdują się na terenie zlewni rzeki Piławy o charakterystycznym przebiegu rynnowym z wieloma jeziorami. Jej największym zbiornikiem jest jezioro Pile (9,8 km², śr. gł. 44m) zasilane jest przez wody spływające północy, północnego – zachodu oraz z zachodu (Choiński, 1991). Piława charakteryzuje się prostym reżimem odpływu z jednym wezbraniem wiosennym, okresem niskich stanów (okres letni) oraz gruntowo – deszczowo – śnieżnym zasilaniem (Bukowska-Jania, Pulina 1997; Dynowska 1971).

Rozpoznanie płytkiej budowy geologicznej i hydrogeologicznej powstało w oparciu o kilkanaście płytkich otworów wiertniczych wykonanych w obszarze badań. Wynika z nich, że przypowierzchniowa warstwa zbudowana jest z pisaków różnej granulacji i żwirów. Poziom wód gruntowych znajduje się na głębokości od 8 do 14m ppt. Pod tą warstwą znajduje się poziom glin zwałowych (Sołtysik, Rybka, 1993).

Wykonano dwa profile pomiarowe na formach kemowych. Profil pierwszy zlokalizowany był po południowej stronie j. Pile i przebiegał przez kem i sandr. Kemy zbudowane są ze żwirów i piasków o wysokich wartościach oporności. Prawdopodobnie zostały ukształtowane w szczelinach martwego lodu. Sandry są rozległymi płaskimi formami geomorfologicznymi zbudowanymi przeważnie ze żwirów i piasków osadzonych i wypłukanych przez wody topniejącego lodowca (Klimaszewski, 1978).

Drugi profil poza kemem przebiegał przez morenę, która jest formą akumulacyjną zbudowaną najczęściej z przemieszanych frakcji różnej wielkości osadów, od głazów i bloków, przez kamienie, okruchy, po piasek i pył skalny (Klimaszewski, 1978).

Metodyka badawcza

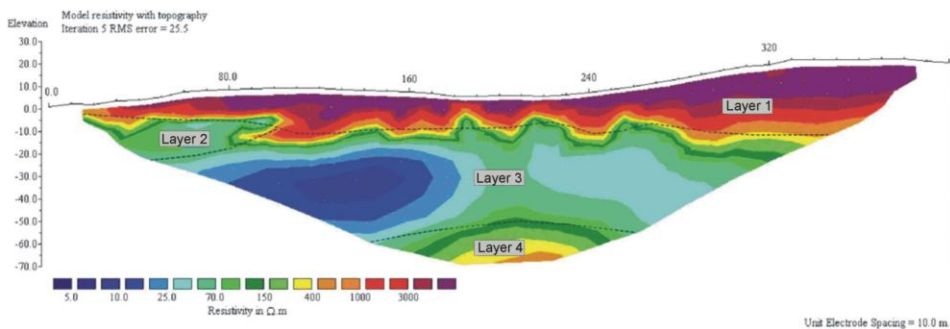
Celem badań obrazowania elektrooporowego jest określenie, na podstawie otrzymanych wartości oporności, przypuszczalnej budowy geologicznej badanych osadów. Otrzymane wartości oporności pozornej są przetwarzane w procesie inwersji na wartości oporności właściwej. Można opisać to za pomocą funkcji matematycznej, która jest sumą operatora odwzorowania i błędów obserwacji. Operator odwzorowania pozwala obliczyć poprawność dopasowania modelu (Rudzki, 2002; Loke, 2004). Dzięki zastosowanej technice interpretacyjnej możliwe jest nie tylko uzyskanie informacji o rozkładach oporności właściwej poszczególnych warstw oraz ich miąższości, ale także ich rozciągłości i morfologii.

Metody cechuje szeroki zakres stosowalności. Teoretyczny zasięg pomiaru w głąb ziemi zależy od odległości między skrajnymi elektrodami i wynosi średnio 1/4 tej odległości. Im większa odległość, tym większy zasięg, poza odległością na zasięg głębokościowy mają wpływ czynniki takie jak: wilgotność, porowatość, zasolenie i in. (Loke, 2004). Do elektrod zewnętrznych (prądowych) podłączone jest źródło prądu elektrycznego, do wewnętrznych (napięciowych) woltomierz. Metoda ta uśrednia rzeczywistą rezystancję gruntu w obszarze od powierzchni do głębokości, która zależy od rozstawu elektrod zewnętrznych (Loke, 2004).

Długość profili pomiarowych wynosiła 400m, a odstęp pomiędzy elektrodami wynosił 10m. Pomiary zostały wykonane przy zastosowaniu protokołu Schlumberger-S i 41 elektrod. Dzięki zastosowanym parametrom uzyskano 450 punktów pomiarowych i średnią głębokość penetracji 50m.

Wyniki pomiarów

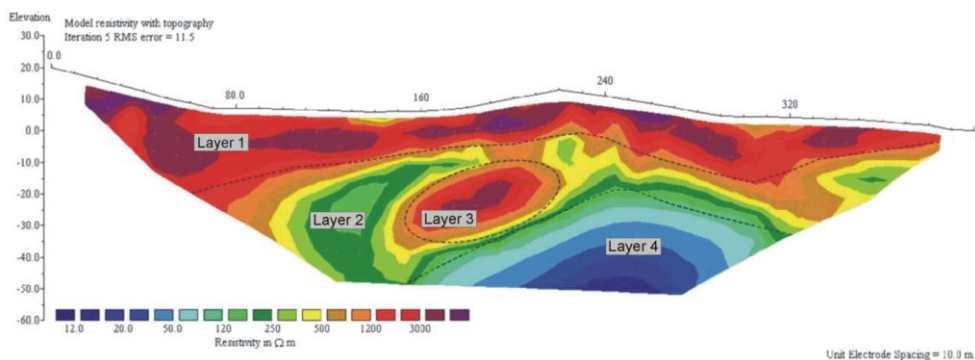
Otrzymano dwa inwersyjne modele oporności właściwej, w każdym z modeli wyznaczono cztery warstwy. Na pierwszym modelu oporności (ryc. 2) pierwsza warstwa charakteryzuje się opornością właściwą rzędu 4000 - 5000 [Ω m]. Jest ona związana prawdopodobnie z utworami budującymi kem (gruboziarniste piaski i żwiry), które występują powyżej zwierciadła Jeziora Pile, można więc przypuszczać, że są niezawodnione. Drugą warstwę przypuszczalnie stanowią piaski i mułki limnoglacialne (50 - 200 [Ω m]). Ich ograniczony zasięg powierzchniowy związany jest ze sposobem sedimentacji. Trzecią warstwą są najprawdopodobniej gliny zwałowe i ily (3 - 50 [Ω m]). Ostatnia warstwa zbudowana jest z piasków o oporze rzędu 400 - 600 [Ω m], porównując głębokość spągu tej warstwy z danymi geologicznymi tego obszaru można przypuszczać, że są to piaski mioceńskie.



Ryc. 2 Inwersyjny model oporności właściwej, południowa strona Jeziora Pile

Fig. 2 Resistivity inversion model, southern side the Pile Lake

Pierwsza warstwa modelu drugiego (ryc. 3) charakteryzuje się wartościami oporności właściwej rzędu 4000 – 5000 [Ωm]. Stanowią ją najprawdopodobniej piaski i żwiry gruboziarniste, a ich występowanie powyżej zwierciadła j. Pile oraz gruba frakcja pozwalają sądzić, że są one niezawodnione. Drugą warstwą prawdopodobnie są piaski i żwiry fluwiogłacjalne (100 - 200 [Ωm]). Warstwa trzecia zbudowana jest z gruboziarnistych żwirów i piasków (3000 - 4000 [Ωm]) i najprawdopodobniej jest częścią kemu zagrzebaną przez osady fluwiogłacjalne o znacznie drobniejszej frakcji. Można przypuszczać, że ostatnia warstwa to łyły i gliny zwałowe (3 - 5 [Ωm]).



Ryc. 3 Inwersyjny model oporności właściwej, północna strona Jeziora Pile

Fig. 3 Resistivity inversion model, north side the Pile Lake

Podsumowanie

Otrzymane wyniki porównano z dostępnymi danymi geologicznymi (Bukowska-Jania, Pulina, 1997; Karczewski, 1997; Dobracki, Lewandowski, 2002), potwierdziło to otrzymane inwersyjne modele oporności, a co za tym idzie poprawne zbadanie badanego ośrodka.

Wyniesienia kemowe powstawały ze zdeponowanego materiału w szczelinach martwego lodu, zazwyczaj występują powyżej zwierciadła jezior, zbudowane są z piasków i żwirów różnej frakcji (Bukowska-Jania, Pulina, 1997)

Poziomy glin zwałowych oraz podścielające je osady piaszczysto żwirowe reprezentują główne ogniwo litostratygraficzne vistulianu – fazę leszczyńsko poznańską (Klimek, Lewandowski, 2002).

Zastosowana metoda badawcza umożliwiła przedstawienie rozkładów wartości oporności badanych osadów oraz określenie ich miąższości. Wartości oporności dla form kemowych są do siebie zbliżone. Można przypuszczać, że możliwe jest stworzenie modeli rozkładów wartości oporności dla różnych struktur postglacjalnych.

Przy zastosowaniu odpowiednio dużej ilości profili pomiarowych możliwe jest zbadanie przestrzennej rozciągłości struktur geomorfologicznych oraz wydzielenie poziomów wodonośnych.

Porównanie otrzymanych wyników z danymi literaturowymi może świadczyć, iż wykorzystując wybraną metodę geofizyczną uzupełnioną o dokładniejsze pomiary warstwy pierwszej, istnieje możliwość uzyskania poprawnego modelu ośrodka w sposób bezinwazyjny.

Literatura

- [1] Barines, D., Smith, D., Froese, D.G., Bauman, P. and Niemeck, G. (2002): Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. *Sedimentology*, Volume 49: 441.
- [2] Bukowska-Jania, E. and Pulina, M. (1997): Problemy hydrochemiczne i kriochemiczne w rejonie Bornego Sulinowa (Pomorze Zachodnie), [w]: Kostrzewski A. (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Wyd. UAM, Ser. Geografia 58: 29-49.
- [3] Choiński, A. (1991): *Katalog jezior polskich. Pojezierze Pomorskie*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- [4] Dobracki, R. and Lewandowski, J. (2002): Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego, [w]: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty – IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- [5] Dynowska, I. (1971): Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zeszyt Naukowy Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne* 28: 151.
- [6] Gibas J. (2002): Wstępne wyniki badań geofizycznych struktur polodowcowych na Pomorzu Zachodnim, [w]: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty – IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- [7] Loke, M. H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys in: www.geoelectrical.com.
- [8] Karczewski, A. (1991): Rozwój i zasięg fazy pomorskiej lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego, [w:] Kostrzewski A., (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Geografia 50, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, Poznań.
- [9] Karczewski, A. (1997): Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile, [w:] Bukowska-Jania E. &

- Pulina M., (red), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. PWN, Warszawa
- [10] Kilner, M., West, L. J. and Murray, T. (2005): Characterisation of glacial sediments using geophysical methods for groundwater source protection. *Journal of Applied Geophysics* 57: 293–305.
 - [11] Klimaszewski, M. (1978): *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
 - [12] Klimek, K. and Lewandowski, J. (2002): Stanowisko nr 5 – Liszkowo, [w:] *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna łobu Parsęty – IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice.
 - [13] Kneisel, C. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology* 80: 32–44.
 - [14] Kondracki, J. (2001): *Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno geograficzne*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
 - [15] Kostrzewski, A., Mazurek, N., Szpikowski, J., Tomczak, G. and Zwoliński, Z. (1997) Współczesne procesy morfogenetyczne w świetle analizy mapy morfodynamicznej byłego poligonu Borne Sulinowo, [w:] Bukowska-Jania E. & Pulina M., (red), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. PWN, Warszawa: 89-99.
 - [16] Rudzki, M. (2002): Zastosowanie metody tomografii elektrooporowej do wykrywania podziemnych obiektów antropogenicznych. *Publis. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., M.* 25 (313).
 - [17] Schmitt, D.R., Welz, M., Rokosh, C.D., Pontbriand, M.C. and Smith, D.G. (2004): Resolving Large Pre-glacial Valleys Buried by Glacial Sediment Using Electric Resistivity Imaging (ERI). *American Geophysical Union, Spring Meeting 2004*.
 - [18] Sołtysik, J., Rybka, A. (1993): Raport o zanieczyszczeniach gruntu i wód podziemnych pro-duktami ropopochodnymi i innymi substancjami chemicznymi na obiekcie opuszczonym przez wojska Federacji Rosyjskiej Borne Sulinowo. *Wojskowa Akademia Techniczna, Exbud – 22 Hydrogeotechnika*, Warszawa, Kielce.